

mentológicas sugieren la reactivación de sistemas de falla hercínicos y el desarrollo de intumescencias halocinéticas, como controles de la geometría de la cuenca y su subdivisión en áreas de fuerte subsidencia y zonas de umbral relativo. De los perfiles de correlación (figs. 2 y 3) se deduce que fue en el Sinemuriense medio, tras el depósito de la secuencia J1, cuando se produjo dicha subdivisión. Este proceso fue acompañado de fenómenos de truncación erosional y dolomitización en las zonas de alto, y depósito a la base de la secuencia J2 (Lotharingense) de una unidad calcarénica y siliciclástica.

Los cambios del nivel del mar de carácter global pueden constituir el control fundamental en la evolución secuencial de relleno sedimentario de la cuenca, y en este sentido, las secuencias establecidas tienen una buena correlación con las originadas por los ciclos eustáticos de tercer orden de la carta Exxon (fig. 3). Sin embargo, no se descarta el posible origen tectónico o por lo menos su superposición a un origen eustático de ciertos límites como el descrito para el Sinemuriense medio, lo que se apoya bibliográficamente en Hallan (1988), quien propone para esta edad una etapa de intensa actividad tectónica en el oeste de Europa, que lleva a la generación de límites de tipo 1.

### 3. Facies Geofísicas

El análisis de los registros geológicos y su correlación detallada con los materiales aflorantes ha permitido caracterizar una serie de facies geofísicas

cas e interpretarlas sedimentológicamente, entre ellas destacan las correspondientes a las facies euxínicas del Lías superior y la Plataforma espongiolítica del Bajociense terminal.

En los registros sínicos analizados, las facies euxínicas están representadas por intervalos de facies sónicas poco potentes, con contactos bruscos, forma aserrada y tendencia recta o variable y que marcan un incremento considerable en el tiempo de tránsito. En el registro de rayos gamma suelen dar una respuesta baja y no destacable de las facies adyacentes, sin embargo, en algunos casos están representadas por formas de pico muy acusadas con altos valores, probablemente por un mayor contenido en arcillas o una concentración anómala en elementos radiactivos. En algunos casos también se observa un incremento de la resistividad.

La plataforma espongiolítica del Bajociense terminal y en general los cortejos de tipo cuña de margen de plataforma analizados, se caracterizan tanto en el registro de rayos gamma como en el registro sínico, por facies geofísicas tipo embudo o transición a cilíndricas. Estas facies son más o menos aserradas dependiendo del número de parasecuencias desarrolladas y el carácter más o menos progracional o agradacional que muestre la unidad.

### Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto de investigación Gobierno Vasco 89 N° A11. Agradecemos a REPSOL Exploración la colaboración

en el suministro de la documentación geofísica solicitada.

### Referencias

- Braga, J. C.; Comas-Rengifo, M. J.; Goy, A.; Rivas, P. y Yebenes, A. (1988): *III Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Logroño*, 17-45.
- Comas-Rengifo, M. J.; Goy, A.; Rivas, P. y Yebenes, A. (1988): *III Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Logroño*, 63-72.
- Fernández-López, S. (1988): *III Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Logroño*, 73-84.
- Fernández-López, S.; Goy, A. y Ureta, M. S. (1988): *III Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Logroño*, 47-62.
- Hallam, A. (1988): *S.E.P.M. Spec. Public. N° 42*, 39-45.
- Meléndez-Hevia, F. (1976): *II Jornadas Nacionales de Petróleo y gas Natural. Ponencia I. Exploración y Producción*.
- Pujalte, V.; Robles, S. y Valles, J. C. (1988): *III Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Logroño*, 85-93.
- Pujalte, V.; Robles, S.; Quesada, S. & Vicente-Bravo, J. C.: *13 International Sedimentological Congress. Nottingham. Abstracts Book*, p. 182.
- Quesada, S.; Pujalte, V.; Robles, S. y Vicente-Bravo, J. C. (1990): *Geogaceta*, 7, p. 26.
- Robles, S.; Pujalte, V. y Valles, J. C. (1989): *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13. Estratigrafía del Jurásico de la Península Ibérica, I, 185-198.
- Van Wagoner, J. C.; Possamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S. & Handenbol, J. (1988): *S. E.P.M. Secc. Public. N° 2*, 39-45.

Recibido el 1 de enero de 1991  
Aceptado el 1 de marzo de 1991

## Litoestratigrafía del Jurásico de Gipuzkoa y NW de Navarra

### *Jurassic lithostratigraphy of Gipuzkoa and NW Navarra provinces*

J. M. Garmendia\* y S. Robles\*

\* Dpto. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología, Universidad del País Vasco (Leioa). Apartado 644-48080 Bilbao.

### ABSTRACT

*Lithostratigraphic correlation of numerous sequences leads to the reconstruction of the mesoscale depositional geometries of the Jurassic succession of the eastern part of the Basque-Cantabrian Basin (Gipuzkoa and Navarra provinces). In all studied sections, the Lias shows similar thickness and limited facies changes; the Dogger-Malm succession reveals the initial development of swells*

and troughs triggered by differential subsidence, and a significant facies changes; both of these features are even more marked on the latest Jurassic-Neocomian succession. It is concluded, therefore, that the Jurassic evolution of the area was controlled by tectonics of increasing intensity, on addition to eustatism.

**Key words:** *Differential subsidence, tectonic control, swells and troughs, Jurassic, Gipuzkoa and Navarra.*

*Geogaceta, 10 (1991), 6-10.*

**Introducción**

El Jurásico estudiado, se localiza en la parte oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica, en las provincias de Gipuzkoa y NW de Navarra. A partir del Manto de Pagoeta, sus afloramientos siguen las directores de las principales estructuras tectónicas, que bordean a los macizos paleozoicos de Cinco Villas y Quinto Real (fig. 1). Se han realizado dos cortes de correlación litoestratigráfica E-W (fig. 2 y 3), que muestran la evidente disposición en altos y surcos de la cuenca, testimonio de una subsidencia diferencial y un control tectónico que, junto a las variaciones eustáticas, han determinado la disposición y evolución vertical y lateral de las facies de los sistemas sedimentarios del Jurásico

sico marino de este sector; los datos adquiridos refuerzan, con algunas matizaciones, las ideas avanzadas previamente por otros autores como Villalobos y Ramirez del Pozo (1971), Soler y José (1971-72), Bulard et al. (1979) y Campos (1979).

**Unidades litoestratigráficas, interpretación ambiental y análisis de cuenca**

El Lías inferior, Rethiense-Sinemuriense medio, está constituido por un sistema sedimentario de plataforma carbonatada somera, en el que se han diferenciado cuatro unidades (fig. 2).

**L1:** dolomías y calizas laminadas (40-45 m.), constituidas por secuen-

cias de lutitas, dolomías brechoides y calizas laminadas (facies de sabkha) y por wackstone/packstones bioclásticas (facies de llanura intermareal). La intensidad de la dolomitización de esta unidad aumenta hacia el W.

**L2:** dolomías brechoides (brechas de colapso), originadas en una plataforma interna salina. Tiene un espesor máximo de 70 m y, al menos localmente (zona de Navarra), el límite superior es una discontinuidad marcada por una superficie de alteración y erosión.

**L3:** calizas bioclásticas (potencia máx: 90 m), constituidas por ciclos de somerización de 1 a 2 m de espesor, formados de base a techo por mudstone/wackstones, packstones/grainstones y calizas laminadas, originadas en una llanura mareal.

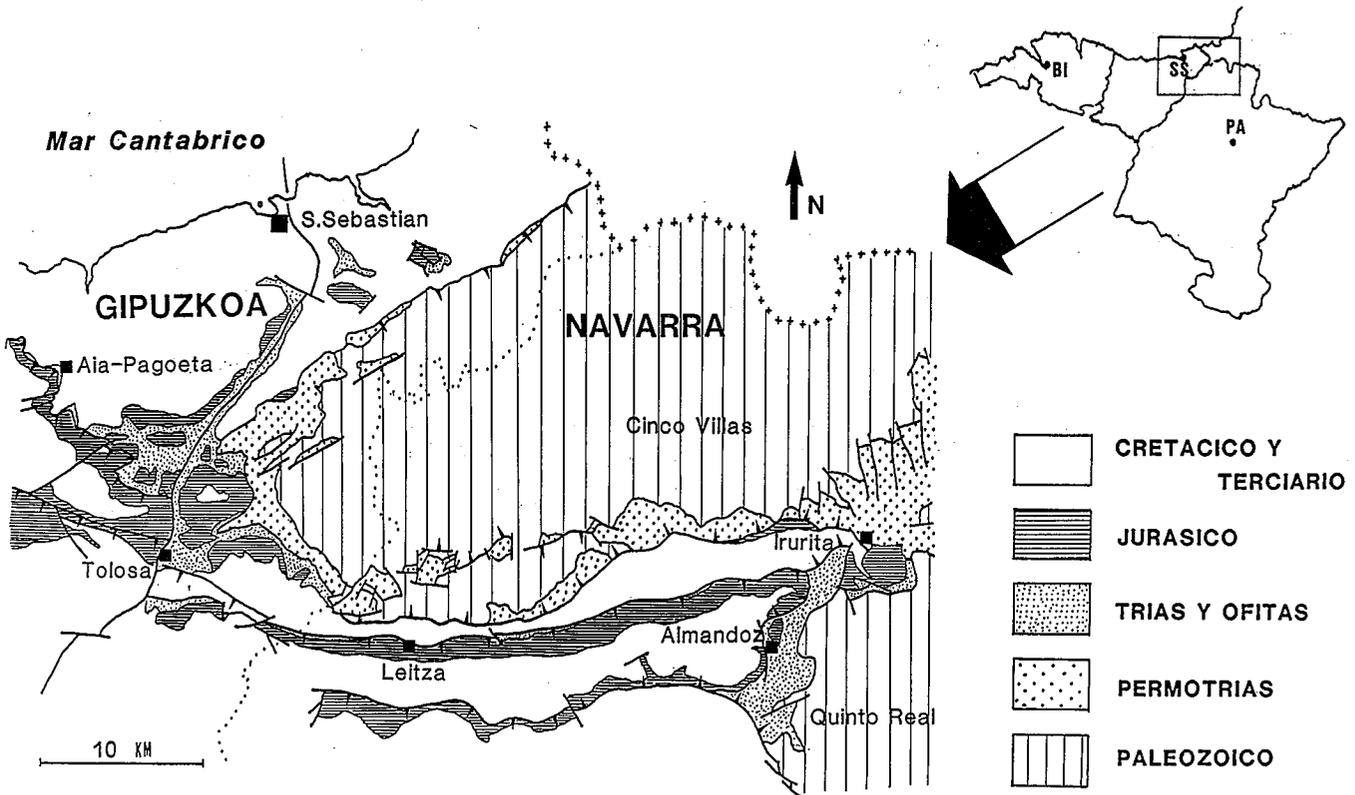


Fig. 1.—Mapa geológico simplificado y situación del área de estudio (BI: Bilbao; SS: S. Sebastian y Pa: Pamplona).

Fig. 1.—Simplified geological map and situation of the study area. (Bi: Bilbao; SS: S. Sebastian y Pa: Pamplona).

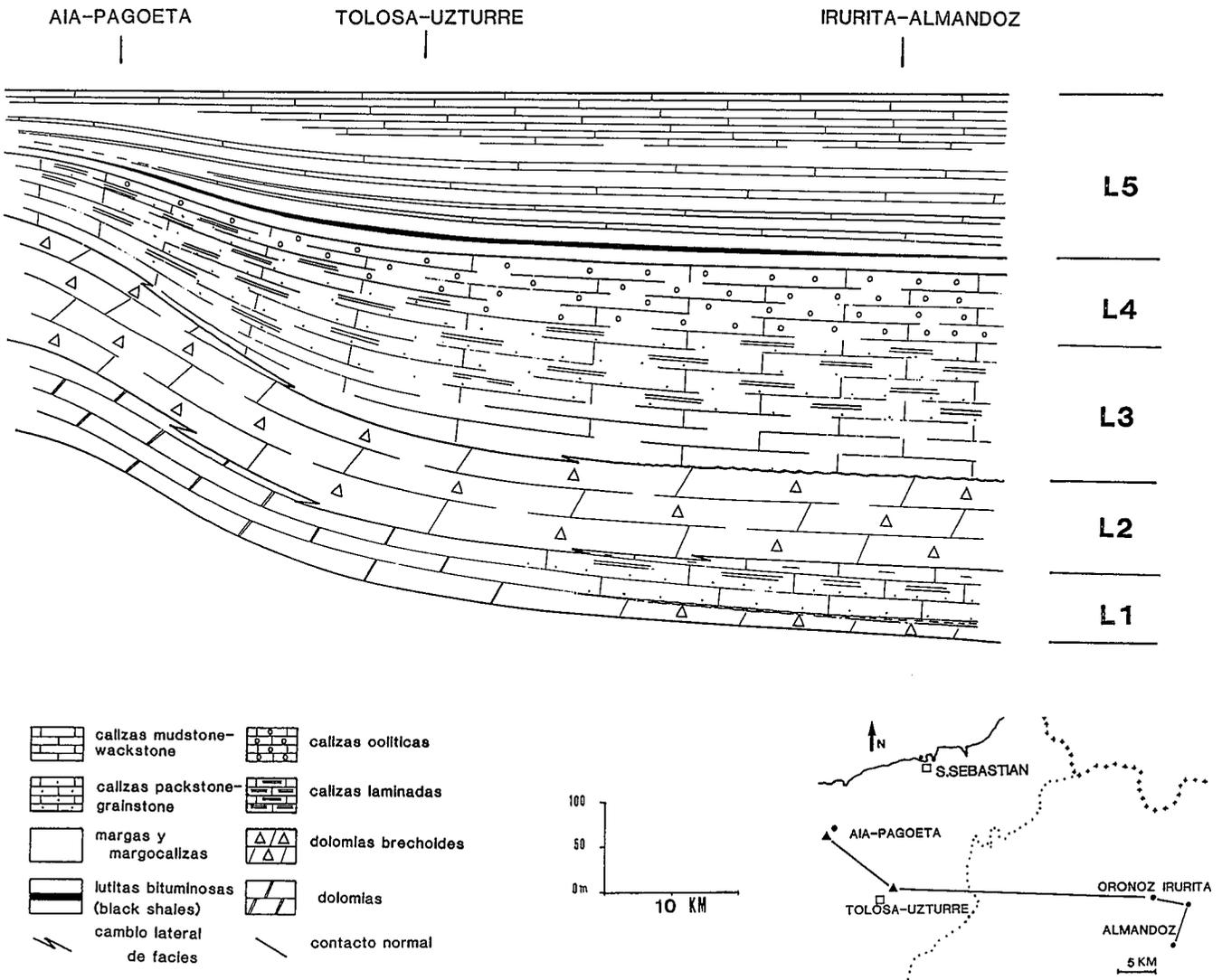


Fig. 2.—Corte de correlación litoestratigráfica del Lías en la transversal Aia-Irurita. L1, L2, L3 y L4, unidades del Lías inferior; L5, Unidad del Lías superior, descritas en el texto.

Fig. 2.—Lithostratigraphic cross-section of the Lias in the Aia-Irurita transverse. L1, L2, L3 and L4, lower Lias units; L5, upper Lias unit, all units described in the text.

**L4:** calizas oolíticas y bioclásticas originadas en una plataforma media con shoals progradantes hacia el W, interdigitándose parcialmente con las facies intermareales (potencia máx. 35 m).

El límite superior de la plataforma del Lías inferior es neto y brusco a escala regional, y sobre ella se desarrolla la unidad **L5**, Lías superior-Bajociense superior, constituida fundamentalmente por margas y calizas pelágicas que, de acuerdo con los datos paleontológicos propios, comprenden desde el Sinemuriense medio hasta el Bajociense superior. Esta unidad de 30 a 100 m de potencia, se genera por el «drowning» de la plataforma carbonatada del Lías inferior, desarrollándose

cerca de la base, un nivel de lutitas bituminosas ricas en sulfuros (black shales, facies euxínicas), de edad Carixiense medio-Domeriense medio, que aparece en toda la región estudiada. Este nivel se correlaciona en edad y significado secuencial con el primer nivel de facies euxínicas de la cuenca de Santander (Robles et al., 1988 Quesada et al., en este volumen). La unidad muestra un incremento progresivo de calizas hacia techo, que denota una somerización gradual (fig. 2).

El desarrollo de las cinco unidades y el acuífamiento de algunas de ellas hacia el W, evidencia el comienzo de una subsidencia diferencial precoz, entre el área occidental (Aia-Pagoeta) menos subsidente, y las zonas

orientales, a partir de la unidad L3. Sin embargo, esto contrasta con la constancia de las facies euxínicas, lo que apoya un origen relacionado con cambios eustáticos, superpuestos a la tectónica regional.

La base de la unidad **D** (fig. 3), está marcada por un horizonte de condensación y removilización, formado por calizas bioclásticas, y caracterizado por la acumulación de ammonites y belemnites reelaborados y una alta concentración en glauconita y fosfato. La edad de este horizonte es Bajociense superior. Por encima, se instala una plataforma carbonatada formada por abundantes bioconstrucciones de esponjas, braquiópodos y otros organismos, en facies de calizas

bioclásticas wackstone-packstone, junto a algunas intercalaciones de calizas grainstone. Hacia techo aumenta la fracción arcillosa, culminando con margas limosas con alta concentración en ammonites del Calloviense, existiendo un posible hiato sedimentario entre el Calloviense y el Oxfordiense, según dataciones realizadas por los autores antes citados. Esta profundización en el medio sedimentario, sugiere un nuevo «drowning» causado por el progresivo ascenso del nivel del mar y una activa subsidencia diferencial de origen tectónico, que determinó una clara compartimentación de la cuenca en altos y surcos (fig. 3).

En el Malm, se han reconocido a su vez, 3 unidades (fig. 3):

**M1:** formada por limolitas y areniscas calcáreas, con aumento en la fracción carbonato en los paleoaltos, (potencia máx., 140 m.). Esta primera

unidad del Malm, aparece en todo el área estudiada, mientras que las dos suprayacentes (M2 y M3), quedan limitadas al surco de Tolosa, (fig. 3).

**M2:** está formada por calizas oolíticas y bioclásticas con numerosos granos de cuarzo, y con estratificación cruzada, propios de una plataforma constituida por shoals oolíticos (Potencia máx., 35-40 m). Se observa, por lo tanto, un descenso en los aportes detríticos y una homogenización de la plataforma.

**M3:** su límite basal es muy neto, y está caracterizado por una importante bioturbación en unas pocas capas (lm.), sugiriendo una ralentización en la sedimentación y un posterior cambio en las condiciones del medio. Esta unidad, está formada por calizas azoicas con abundantes concreciones ferruginosas y piritosas, propios de una plataforma restringida, (Potencia máx. 70 m.).

Posteriormente al depósito del Malm, y como consecuencia de la fase Neokimmerica, se produjo el levantamiento general del área, con exposición subaérea y erosión importante en los paleoaltos heredados. Este movimiento orogénico, queda reflejado, en efecto, por una superficie erosiva, sobre la cual, se disponen discordantemente los materiales del Complejo Purbeck-Weal, (PW en fig. 3), que descansan, tanto sobre la M1 (paleoaltos), como sobre la M2 y M3 (paleosurcos). Esta última unidad, cuya edad probable es Jurásico terminal-Neocomiense, consta de dos tramos: el tramo inferior está formado por facies de llanura intermareal, dispuestas en ciclos de somerización, constituidos por secuencias granulométricas positivas de calizas oscuras bioclásticas con sérpulas y fragmentos deostréidos, gasterópodos y bivalvos, que culminan a veces con un ni-

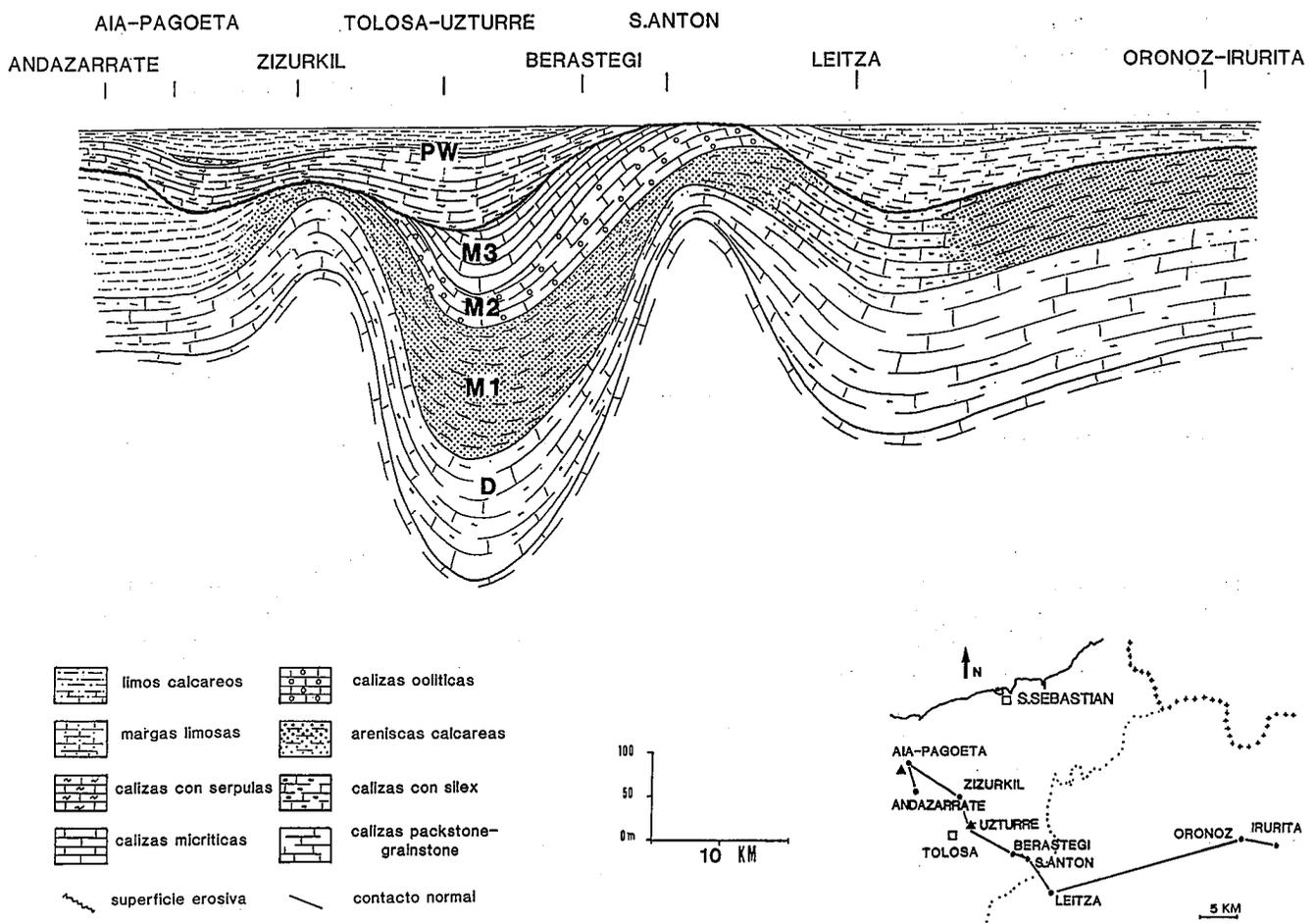


Fig. 3.—Corte de correlación litoestratigráfica del Dogger, Malm y Neocomiense en la transversal Andazarrate-Irurita. D: Doger; M1, M2 y M3: unidades del Malm; PW: Neocomiense (Complejo Purbeck-Weald), descritas en el texto.

Fig. 3.—Lithostratigraphic cross-section of the Dogger, Malm and Neocomian in the Andazarrate-Irurita transverse. D: Dogger; M1, M2 and M3: Malm units; PW: Neocomian (Purbeck-Weald Complex), all units described in the text.

vel de estromatolitos de tipo LLH. El tramo superior está formado por limos calcáreos versicolores, propios de un lagoon con débiles aportes terrígenos. (Potencia máx. de la unidad, 110 m).

### Conclusiones

El Jurásico de la parte oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica, es predominantemente marino y mayoritariamente carbonatado, con eventuales unidades detríticas, relacionables a movimientos tectónicos en el área.

La geometría deposicional a gran escala, fue controlada por una tectónica de intensidad creciente, que produjo una disposición en altos y surcos a partir del Dogger, y que en el tránsito Jurásico-Cretácico, determinó unas erosiones más marcadas en los paleoaltos.

La influencia eustática, en fin, se manifiesta en pequeños ciclos de somerización (unidades L1, L3 y PW), atribuibles a ciclos de cambio de nivel del mar de rango menor, mientras

que los de rango mayor controlan las macrosecuencias de somerización y profundización de la serie.

### Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto del Gobierno Vasco 89 N<sup>o</sup> A11.

### Referencias

- Villalobos, L. y Ramirez del Pozo, J. (1971): *Cuad. Geol. Ibér.*, Vol. 2, p. 541-558.
- Soler y José, R. (1971): *Cuad. Geol. Ibér.*, Vol. 2, p. 509-532.
- Soler y José, R. (1972): *Bol. Geol. y Min.*, T, 83-VI, p. 14-20.
- Bulard, P. F.; Feuillé, P. et Floquet, M. (1979): *Cuad. Geol. Ibér.*, 10, p. 179-196.
- Campos, J. (1979): *Munibe*, 31, (1-2), p. 3-139.

Recibido el 1 de enero de 1991  
Aceptado el 1 de marzo de 1991

### Pregunta de G. Meléndez:

El límite Bathoniense-Calloviense parece localizarse en un nivel de removilización en el que se encuentran frecuentes moldes de ammonites y fósiles de otros grupos neotónicos (belemnites). ¿Qué evidencias hay de que este nivel no corresponda a un máximo de somerización?

### Respuesta de los autores:

El cambio en la sedimentación de packstones y grainstones bioclásticos a margas y margas limosas supone una contaminación en fracción lutítica, pero no implica necesariamente una somerización. Las facies de packstones y grainstones descritos, son de mayor energía que las facies margosas supra-yacentes, en las que además, aumenta fuertemente la proporción de fauna plantónica, incluidos ammonites y belemnites. Esto sugiere una apertura de la plataforma hacia condiciones de mar abierto, con la consiguiente profundización del medio, ocurrida inmediatamente antes del Calloviense inferior.

## Dinámica de construcción de un talud carbonatado: el ejemplo de Aldabide (Albiense inferior, Bizkaia)

### *Carbonate slope constructional dynamics: the example of Aldabide, lower Albian, northern Spain*

I. Gómez-Pérez, P. A. Fernández-Mendiola y J. García-Mondéjar

Universidad del País Vasco, Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Apartado 644. 48080 Bilbao.

### ABSTRACT

*The Itxina carbonate platform displays a western reef-rimmed margin. Clinofolds up to 30-35° link this shallow rim and basinal marls. Slope constructional dynamics has been analyzed. Highstand slope progradation (offlap) alternates with lowstand phases of destruction causing erosion and megabreccia formation.*

**Key words:** Carbonate slope, clinofolds, bioherm, megabreccias, lower Albian.

*Geogaceta*, 10 (1991), 10-13.

### Introducción

En la zona más occidental del macizo de Gorbea, municipio de Orozko, (Bizkaia), se localiza la unidad de plataforma carbonatada de Itxina, constituida por calizas de rudistas, corales y orbitolinas, de edad Albiense inferior (Fernández-Mendiola, 1987). Esta

unidad define un margen de plataforma con borde arrecifal progradante en sentido NW, que cambia a las facies más profundas de talud y cuenca de la unidad de Ibarra (fig. 1). El cambio se produce mediante clinofomas de talud, o estratos originalmente sobreinclinados, de morfología sigmoide, que llegan a alcanzar buza-

mientos entre 30 y 35°. Hacia su base las clinofomas se horizontalizan, interdigitándose con margas, brechas y olistolitos de resedimentación en masa.

Una de estas clinofomas de talud, denominada Lengua de Aldabide (fig. 2), ha sido objeto de un estudio detallado, haciendo especial hincapié en